

УДК 551.14:551.71:550.93(571.62)

ГЛАВНЫЕ ЭТАПЫ ФОРМИРОВАНИЯ ПАЛЕОАРХЕЙСКОЙ КОРЫ КУХТУЙСКОГО ВЫСТУПА ОХОТСКОГО МАССИВА

© 2009 г. В. К. Кузьмин*, В. А. Глебовицкий**, Н. В. Родионов*, А. В. Антонов*,
Е. С. Богомолов*, С. А. Сергеев*

*Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А.П. Карпинского, Санкт-Петербург
e-mail: Vladimir_Kuzmin@vsegei.ru

**Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, Санкт-Петербург

Поступила в редакцию 09.07 2007 г., получена после доработки 08.04.2008 г.

В результате U-Pb датирования (SHRIMP-II) по идиоморфным ядрам циркона из гиперстен-плагиоклазовых гранулитов Кухтуйского выступа Охотского массива установлен архейский возраст (3.7 млрд. лет) их магматического протолита среднего состава. Правомерность отнесения гранулитов к древнейшим магматическим образованиям подтверждена данными Sm-Nd анализа. Выявлены последующие тектонотермальные события, происходившие 3.3–3.2, 2.8–2.7 и 1.9–1.8 млрд. лет назад.

Ключевые слова: геохронология, SHRIMP, палеоархей, гранулиты, гнейсы, граниты, Охотский массив.

ВВЕДЕНИЕ

Одной из актуальных проблем, связанной с ранней геологической историей Земли, является выявление, датирование и прослеживание эволюции древнейших плутонических и супракрустальных пород палеоархея. Рубеж 3.6 млрд. лет критичен в том отношении, что о более ранней гадейской геологической истории известно крайне мало. Имеется лишь ограниченное число надежно идентифицированных комплексов столь древних пород. Это тоналит-грандземит-гранодиоритовая (ТТГ) ассоциация в пределах кратона Слейв, та же самая ассоциация в сочетании с парагнейсами Лабрадора, ТТГ-гнейсы Амитсок и вулканогенно-осадочная толща Исуа Юго-Западной Гренландии, эндербит-чарнокитовый Нейпирский комплекс Антарктиды, в котором кроме названной ассоциации пород присутствуют высокоглиноземистые гнейсы, вероятно, осадочного происхождения. Кроме этих наиболее известных палеоархейских комплексов, имеются районы, где так или иначе установлено присутствие древнейшей континентальной коры, но реальные, представляющие ее комплексы пород геологически и петрологически охарактеризованы схематически. На территории России породы с возрастом древнее 3.6 млрд. лет до сих пор были известны только в пределах Ауланджинского блока Омолонского массива (Бибикова, 1989).

Еще одна проблема, связанная с ранней геологической историей Земли, заключается во временных соотношениях между формированием изверженного или осадочного протолита и мета-

морфизмом гранулитовой фации. Уже короткое перечисление древнейших образований показывает, что только часть из них испытала наиболее высокоградный метаморфизм. Что касается времени его проявления, то аргументированным является заключение и о его неархейском возрасте.

Впервые внимание на породы Кухтуйского выступа Охотского массива было обращено после того, как Pb-Pb методом по валовым пробам метаморфических пород были получены изохронные возрасты, варьирующие в значительных пределах – от 1100 ± 500 до 4100 ± 400 млн. лет. Это дало основание для отнесения Охотского массива к раннеархейским структурам (Корольков и др., 1974). Однако данные K-Ar и Rb-Sr методов по породообразующим минералам и породам в целом не подтвердили столь древний возраст. Наиболее древняя K-Ar датировка по биотит-амфиболовому гнейсу показала 2640 млн. лет (Гринберг, 1968), а Rb-Sr определения по 11 пробам гнейсов, чарнокитов и эндербитов расположились вдоль линии регрессии, отвечающей возрасту 2115 ± 30 млн. лет (Давыдов и др., 1988). По мнению многих исследователей, датировки, полученные K-Ar методом и Pb-Pb и Rb-Sr изохронными методами по валовым пробам, не могут считаться достоверными, так как при гранулитовом метаморфизме происходит нарушение не только K-Ar и Rb-Sr, но и U-Pb и Sm-Nd изотопных систем, что приводит к появлению ложных изохрон (Jacobsen, Wasserburg, 1978). Предпринятые нами предварительные исследования цирко-

нов термоионным Pb-Pb методом установили наличие в гиперстен-плагиоклазовых гранулитах цирконов с возрастом древнее 3.35 ± 0.05 млрд. лет и подтвердили мнение о возможном присутствии палеоархейских пород в этом районе (Кузьмин и др., 1995). Детальные работы (Black et al., 1983, 1986; Hanchar, Hoskin, 2003 и др.), выполненные при исследовании полиметаморфических пород, показали, что наиболее пригодным для определения их возраста является U-Pb метод датирования цирконов на масс-спектрометре высокого разрешения SHRIMP, так как запись большей части термальной истории полихронных образований сохраняется в пределах генерации циркона, как правило, из любого образца породы. Локальность анализа позволяет не только выбирать внутри зерна циркона неизменные участки и получать для них конкордантные значения возраста, но и датировать по одному многофазному зерну сложную последовательность геологических событий. Поэтому для расшифровки становления и эволюции Кухтуйского выступа Охотского массива нами было предпринято U-Pb изотопное датирование цирконов из типовых метаморфических пород на масс-спектрометре SHRIMP-II с привлечением других современных прецизионных методов изотопных исследований. Первые результаты показали, что средние и основные гранулиты действительно содержат реликтовые цирконы магматического протолита с возрастом, превышающим 3.6 млрд. лет (Кузьмин и др., 2005а, 2005б), что и побудило авторов настоящей статьи обратиться к детальному анализу нового фактического материала по датированию и изотопной геохимии древнейших пород с целью оценить их возраст, проследить эволюцию наложенных на них процессов и выявить главные этапы формирования палеоархейской коры Охотского массива.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ КУХТУЙСКОГО ВЫСТУПА

Охотский массив является важнейшим структурным элементом азиатского сегмента Тихоокеанского подвижного пояса. В строении массива участвуют разобщенные выходы раннедокембрийских пород, перекрытые с явным угловым несогласием фрагментами слабодислоцированного неметаморфизованного терригенно-осадочного платформенного чехла рифейско-палеозойского возраста. Они образуют ряд поднятий, которые выступают из-под полого залегающих мезозойских вулканитов Охотско-Чукотского вулканогенного пояса: Кухтуйское в бассейне рек Кухтуй и Охота, Юровское на р. Урак и Верхнемайское в верховьях р. Мая.

Кухтуйский выступ является наиболее изученной структурой Охотского массива и представля-

ет собой крупный (45×120 км) тектонический блок меридионального простирания, сложенный разнообразными породами гранулитовой и амфиболитовой фаций (охотская серия). Традиционные представления о геологическом строении охотской серии основаны на выделении ряда первично вулканогенно-осадочных стратиграфических подразделений, формирующих крупный антиклинорий меридионального простирания и претерпевших один или два этапа метаморфизма в условиях гранулитовой и амфиболитовой фации (Гринберг, 1968; Вельдяков, Песков, 1973; Корольков, 1974; Авченко, 1977).

Полученные нами новые данные о вещественном составе, внутреннем строении и времени образования метаморфических толщ Кухтуйского выступа (Кузьмин и др., 2006) позволяют выделить в его пределах блоки, разделенные разломами меридионального простирания. В этих блоках наблюдается резкое преобладание кислых гнейсов и мигматитов над амфиболитами при явном доминировании пород высокотемпературной амфиболитовой фации. Изредка встречаются в виде пластов и линз основные и средние гранулиты, кальцифиры, кварциты, а также тела эндербитов и чарнокитов. Довольно часто наблюдаются пласты, линзы и маломощные жилы плагиогранитов, гранитов, граносиенитов и микроклиновых пегматитоидов. Метаморфические породы были сформированы в ходе последовательного наложения ряда деформаций, приведших к возникновению сложных композиций складчатых форм разных генераций, объединяющихся в системы складок.

Иное строение наблюдается в центральной части Кухтуйского выступа в междуречье Маймачан и Кухтуй, где выделяется Маймачанский блок (7×62 км). В пределах этого блока (рис. 1) установлено выдержанное меридиональное простирание пород с падением на запад под углами $30^\circ - 45^\circ$, более широкое распространение пород гранулитовой фации метаморфизма, преобладание в отдельных разрезах основных пород над кислыми, преимущественное развитие пород плагиоряда; спорадически встречаются пластовые тела и линзы кварцитов, эклогитоподобных пород, кальцифиров, гондитов, элизитов, метапериодитов.

Для оценки времени формирования архейской коры, возраста магматизма и метаморфизма в Кухтуйском выступе было проведено изучение типичных пород охотской серии (гранулит – проба 294к, амфиболит – пробы 133в, 294п, гнейсовидный гранит – проба 8а, гнейс – пробы 10а, 10б, плагиогнейс – проба 565ж, эклогитоподобная порода – проба 479ж) с использованием современных прецизионных методов исследований, в том

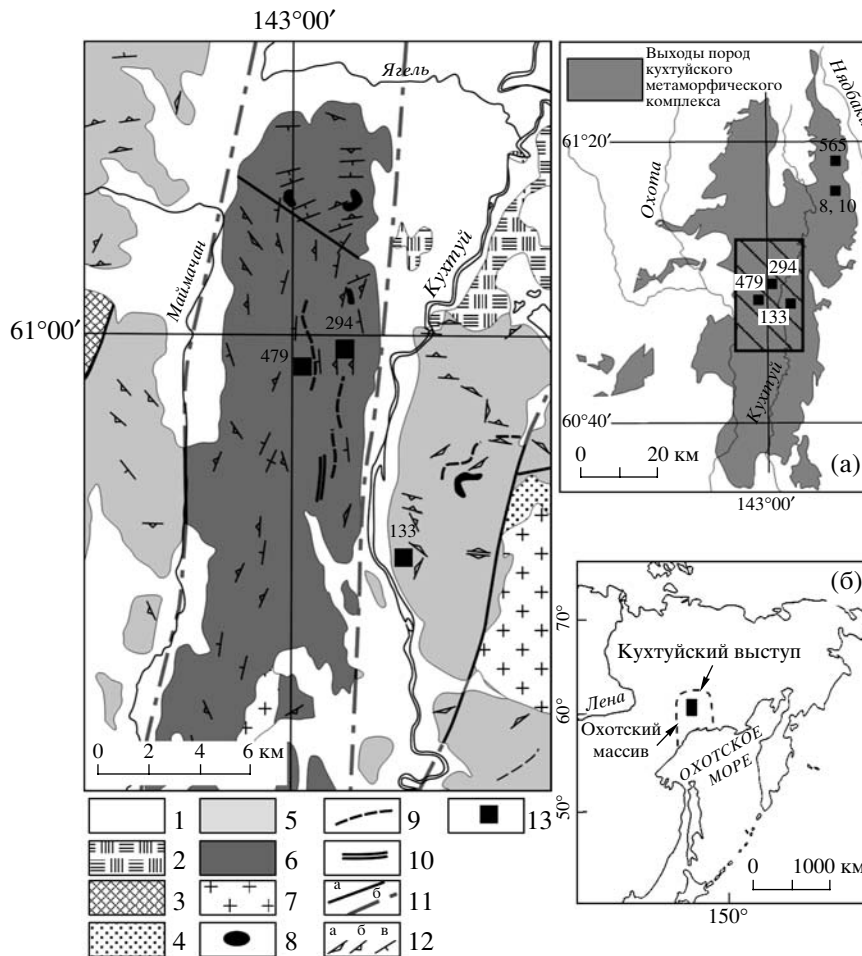


Рис. 1. Схема геологического строения Маймачанского блока (Кухтуйский выступ, Охотский массив). На врезках показано: (а) – положение Маймачанского блока в пределах Кухтуйского выступа, (б) – положение Кухтуйского выступа на Северо-Востоке России.

1 – четвертичные отложения; 2 – вулканиты палеогена; 3 – вулканиты верхнего мела; 4 – терригенные отложения девона; 5 – палеоархейский гнейсомigmatитовый метаморфический комплекс; 6 – эоархейский гнейсокристаллосланцевый метаморфический комплекс; 7 – граниты палеозоя и мезозоя, 8 – раннедокембрийские ультрамафиты; 9, 10 – пластовые тела кварцитов (9) и кальцифиров (10); 11 – главные разрывные нарушения: а – установленные, б – погребенные под четвертичными отложениями; 12 – элементы ориентировки плоскостных тектур метаморфических пород: а – углы падения 0°–29°, б – 30°–59°, в – 60°–90°; 13 – место отбора геохронологических проб.

числе U-Pb изотопного анализа циркона и Sm-Nd изотопного анализа валовых проб.

АНАЛИТИЧЕСКАЯ МЕТОДИКА

U-Pb изотопное датирование цирконов осуществляли на ионном микрозонде SHRIMP-II в Центре изотопных исследований ВСЕГЕИ. Отобранные вручную зерна циркона были имплантированы в эпоксидную смолу вместе с зернами цирконовых стандартов TEMORA и 91500, а затем сошлифованы и приполированы приблизительно на половину своей толщины. Для выбора участков (точек) датирования на поверхности зерен использовали оптические (в проходящем и отраженном свете) и катодо-люминесцентные изображения, отражающие внутреннюю структу-

ру и зональность цирконов. Измерения U-Pb отношений на SHRIMP-II проводили по методике, описанной в (Williams, 1998). Интенсивность первичного пучка молекулярных отрицательно заряженных ионов кислорода составляла 4 нА, диаметр пятна (кратера) – 25 мкм. Обработку полученных данных осуществляли с использованием программы SQUID (Ludwig, 2000). U-Pb отношения были нормализованы на значение 0.0668 для стандартного циркона TEMORA с возрастом 416.75 млн. лет (Black et al., 2003). Погрешности единичных анализов (отношений и возрастов) приведены на уровне 1σ, погрешности вычисленных конкордантных возрастов и определений по пересечению с конкордией приводятся на уровне 2σ. Построение графиков с конкордией проведено с

использованием программы ISOPLOT/EX (Ludwig, 1999).

Sm-Nd анализ пород производили с применением метода изотопного разбавления. Для этого в предварительно растертые навески проб добавляли взвешенные количества раствора смешанного индикатора ^{149}Sm - ^{150}Nd , а затем пробы разлагали в смеси азотной и плавиковой кислот. Выделение самария и неодима для изотопного анализа производили в две ступени: (1) катионообменная хроматография на смоле AG50W-X8 для отделения редкоземельных элементов, (2) экстракционная хроматография с использованием жидкого катионообменного экстрагента HDEHP на тefлоновом носителе. Изотопный состав Sm и Nd анализировали на девятиколлекторном масс-спектрометре TRITON в статическом режиме. Коррекцию на изотопное фракционирование неодима производили путем нормализации измеренного отношения $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ к отношению $^{148}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.241578$. Нормализованное отношение приводилось к значению $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.511860$ в международном Nd-стандарте La Jolla. Погрешность определения содержаний Sm и Nd 0.5%. Уровень холостого опыта 30 пг для Sm и 70 пг для Nd. Анализ параметров международного стандартного образца BCR-1 дал следующие результаты: содержание Sm = 6.45 мкг/г, содержание Nd = 28.4 мкг/г, $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = 0.1383 \pm 3$, $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.512654 \pm 8$ (средние значения из десяти определений). При расчетах модельных возрастов и параметра ϵ_{Nd} использованы следующие значения констант: $\lambda_{^{147}\text{Sm}} = 6.54 \times 10^{-12} \text{ год}^{-1}$, $(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_{\text{CHUR}} = 0.512636$, $(^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd})_{\text{CHUR}} = 0.1967$. Параметр ϵ_{Nd} определен с точностью ± 0.5 .

РЕЗУЛЬТАТЫ ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

В гиперстен-плаггиоклазовых гранулитах (проба 294к) отмечается значительное содержание циркона разной окраски, размера и габитуса. Выделяются две группы цирконов: (1) доминирующие прозрачные (95%) и (2) редкие мутные (5%). Цирконы первой группы – эллипсоидальные, коротко- и длиннопризматические кристаллы с закругленными ребрами и вершинами, размером 120–500 мкм, коэффициент удлинения $K_y = 1.2–5.0$, реже отмечаются мелкие (40–70 мкм) шарообразные зерна с $K_y < 1.2$ (рис. 2). Исследование в проходящем свете выявило преобладание оптически однородных цирконов от светло-розового до темно-вишневого цвета, а в катодолюминесценции (КЛ) в них наблюдается двухфазное строение: дипирамидально-призматические ядра, слагающие до 95% объема кристалла, и тонкая (1–10 мкм) светло-серая или белая оболочка, кото-

рая как бы сглаживает дипирамидальные грани и создает сложноограниченный многоплоскостной эллипсоидальный или шарообразный внешний облик зерна циркона. При больших увеличениях на электронном микроскопе наблюдается множество мелких граней с высоким иррациональным индексом, придающих зерну вид мозаично ограниченного шара или эллипсоида. Встречаются единичные цирконы, в которых оторочка столь узка, что создается видимость ее отсутствия и однофазного строения кристалла (табл. 1, зерно 9). Наиболее часто наблюдаются идиоморфные ядра призматического габитуса с дипирамидальными вершинами и с правильной тонкой ритмической зональностью, конформной с внешней огранкой (табл. 1, зерна 6, 7). Реже отмечаются ядра с секториальной зональностью, а также цирконы, в которых полосы ритмической зональности не конформны контуру вершины ядра, а утыкаются в него. В шарообразных зернах идиоморфные ядра с правильной магматической зональностью сохраняются реже, чаще отмечаются лишь их фрагменты (табл. 1, зерно 14). Магматическую зональность циркона (табл. 1, зерно 18) корродируют белые в КЛ секущие зонки перекристаллизации причудливой формы, иногда отмечается полное уничтожение зональности и формирование однородного незонального ядра округлой формы.

Цирконы второй группы (рис. 2) представлены мутными призматическими (табл. 1, зерна 1, 11, 12) и эллипсоидальными (табл. 1, зерна 3, 10, 19) кристаллами размером 150–300 мкм с $K_y = 2.5–5.0$. В КЛ цирконы темные, почти черные, зональность нечеткая, в отдельных зернах наблюдаются неясные ядра и тонкие серые и белые оболочки. Замутненность кристаллов, вероятно, создают многочисленные включения, которые обильны в центральных частях зерен и отсутствуют в головках и по периферии кристаллов (табл. 1, зерна 1, 3, 11).

В цирконах из пробы 294к было выполнено 33 U-Pb определения возраста (табл. 1, рис. 3) из различных частей кристаллов – центра и периферии ядра, секущих зон перекристаллизации. В оболочках измерения не проводились, так как их толщина существенно меньше диаметра аналитического пятна. Для цирконов первой группы различного габитуса получены субконкордантные (степень дискордантности от -1 до $+1$ %) значения возраста по изотопному отношению $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ в диапазоне от 3.7 до 3.3 млрд. лет в ядрах (табл. 1, точка 16.1), их краях (табл. 1, точка 16.2) и в зонах перекристаллизации (табл. 1, точка 18.1). Цирконы этой группы характеризуются как типичным для магматических цирконов торий-урановым отношением (0.7–0.25), так и пониженным его значением (< 0.25) при относительно низких содержаниях урана – от 60 до 638 мкг/г. Линия регрессии,

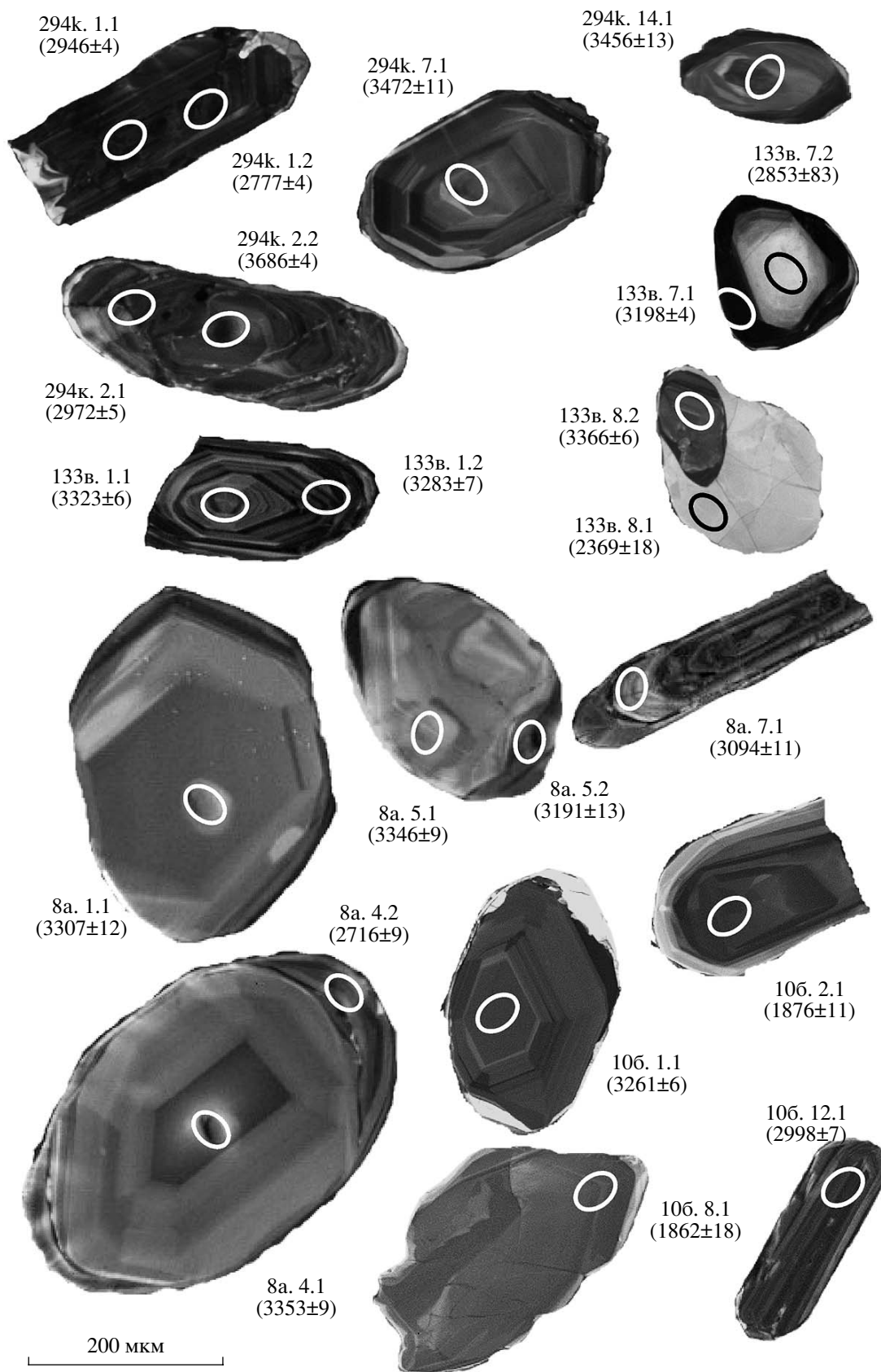


Рис. 2. Микроморфология цирконов из метаморфических пород Кухтуйского выступа.

На фотографиях показано расположение точек анализа изотопного состава урана и свинца, номер анализа и возраст по отношению $^{206}\text{Pb}/^{207}\text{Pb}$ (млн. лет). Номера точек анализа циркона соответствуют приведенным в таблице 1.

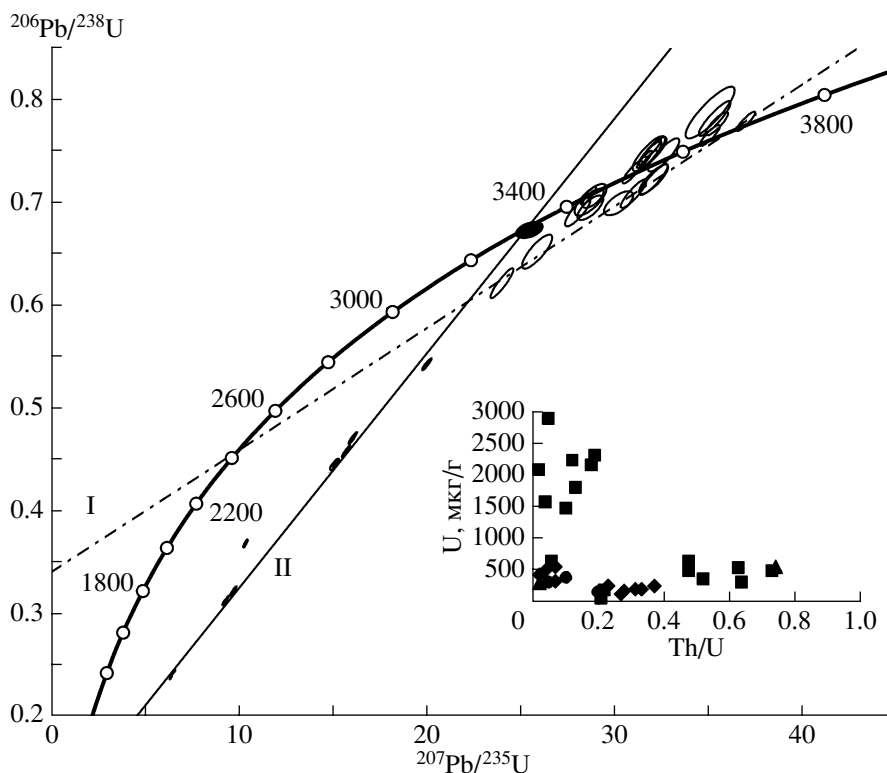


Рис. 3. Диаграмма с конкордией для цирконов из гиперстен-плаггиоклазовых гранулитов (проба 294к).

Дискордия I: $T_1 = 3665 \pm 19$, $T_2 = 2427 \pm 120$ млн. лет, СКВО = 0.56 (проведена через точки 2.2, 17.2, 19, 26, 32, 39, 45, см. табл. 1); дискордия II: $T_1 = 3322 \pm 50$, $T_2 = 737 \pm 97$ млн. лет, СКВО = 58 (проведена через точки 1.2, 1.1, 2.1, 11.1, 3.1, 19.1, 12.1, 16.2, см. табл. 1). На врезке показана зависимость содержания урана (мкг/г) от величины торий-уранового отношения для цирконов, здесь и на рис. 4–10 – различные морфотипы цирконов: квадраты – длиннопризматический и удлиненно-эллипсоидальный, $K_y > 2.0$ (морфотипы 1а, 1б); ромбы – призматический и эллипсоидальный, $K_y = 1.5–2.0$ (морфотипы 2а, 2б); треугольники – короткопризматический и короткоэллипсоидальный, $K_y = 1.2–1.5$ (морфотипы 3а, 3б); кружки – шарообразный, $K_y < 1.2$ (морфотипы 4а, 4б); кресты – сколки. Залитые символы – ядра (морфотипы 1а, 2а, 3а, 4а), незалитые – оболочки (морфотипы 1б, 2б, 3б, 4б) цирконов.

построенная для цирконов первой группы по точкам с дискордантностью от +2 до +8 (табл. 1, точки 2.2, 26, 19, 45, 39, 17.2, 32), дает верхнее пересечение с конкордией, отвечающее эоархейскому возрасту 3665 ± 19 млн. лет, совпадающему с самой древней конкордантной датировкой 3686 ± 4 млн. лет (табл. 1, точка 2.2), и нижнее пересечение, отвечающее возрасту 2427 ± 120 млн. лет, СКВО = 0.56. С другой стороны, присутствие в исследуемом гранулите цирконов второй группы с возрастом около 3.3 млрд. лет свидетельствует о тектонотермальном событии, которое не могло не сказаться на нарушении U-Pb изотопной системы в более древних цирконах первой группы. Это подтверждает тренд $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ датировок, определенных в центре (3632 ± 5 млн. лет) и по периферии (3333 ± 15 млн. лет) зерна 16, и изменения Th/U отношений в нем, которые совпадают с вектором изменчивости этих параметров в выборке субконкордантных точек. Интерпретация результатов U-Pb определений по другим точкам первой группы цирконов весьма затруднительна, так как для идиоморфных ядер циркона установлено, как

минимум, три кластера датировок (приблизительно на уровне 3.45, 3.55, 3.65 млрд. лет), причем как конкордантных и субконкордантных, так и обратно-дискордантных, а также значительный разброс значений торий-уранового отношения, что может свидетельствовать о нескольких событиях в диапазоне 3.3–3.7 млрд. лет. В связи с этим заметим, что на гистограмме, построенной по результатам Pb-Pb датирования шестидесяти зерен цирконов, наблюдается единственный максимум 3535 млн. лет (Кузьмин и др., 2005а, 2005б).

Для цирконов второй группы U-Pb определения возраста проводились как в центральных, так и в периферийных частях кристаллов. Для них характерны высокие содержания урана (1470–2900 мкг/г, в среднем 2070 мкг/г), пониженные торий-урановые отношения (0.02–0.19, в среднем 0.1 мкг/г) и сильно дискордантные ($D = 18–102$, в среднем 48) датировки, дающие широкий спектр значений – от 2777 до 3293 млн. лет, что свидетельствует о значительной нарушенности U-Pb изотопной системы при наложенных более позд-

Таблица 1. Результаты U-Pb изотопного анализа цирконов метаморфических пород Кухуйского выступа

Номер точки	Морфотип	Обыкновенный ^{206}Pb , %	U, мкг/г	Th, мкг/г	Th/U	Радиогенный ^{206}Pb , мкг/г	Возраст, млн. лет		Степень discordантности, %	Изотопные отношения (с коррекцией на обыкновенный свинец по ^{204}Pb)		
							$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$		$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	коэффициент корреляции
294к гиперстен-плагноклазовый гранулит												
1.1	1a	0.05	2244	257	0.12	599.7	1745.6 ± 6.1	2946 ± 4	69	9.23 ± 0.5	0.311 ± 0.4	0.819
1.2	1a	0.13	2895	134	0.05	593.6	1378.1 ± 4.8	2777 ± 4	102	6.38 ± 0.4	0.2383 ± 0.4	0.87
2.1	1a	0.16	2310	429	0.19	636.1	1790.1 ± 6.2	2972 ± 5	66	9.65 ± 0.5	0.3201 ± 0.4	0.805
2.2	1a	0.04	491	346	0.73	328.4	3708.1 ± 14	3686 ± 4	-1	37 ± 0.5	0.7775 ± 0.5	0.902
3.1	1a	0.05	1471	142	0.1	576.7	2422.7 ± 8.3	3179 ± 3	31	15.67 ± 0.5	0.4562 ± 0.4	0.891
4.1	2a	0.04	438	10	0.02	265.7	3440.7 ± 13.5	3441 ± 4	0	28.62 ± 0.6	0.7053 ± 0.5	0.885
5.1	1a	0.05	484	225	0.48	308.2	3572.7 ± 13.5	3531 ± 4	-1	31.86 ± 0.6	0.7406 ± 0.5	0.895
6.1	2a	0.11	208	66	0.33	123.1	3381.3 ± 21.7	3444 ± 8	2	28.05 ± 1	0.6897 ± 0.8	0.838
7.1	2a	0.15	214	65	0.31	127.8	3396.9 ± 18.5	3472 ± 11	2	28.73 ± 1	0.6937 ± 0.7	0.718
8.1	3a	0.04	560	401	0.74	350.6	3527.1 ± 16.8	3513 ± 5	0	30.96 ± 0.7	0.7283 ± 0.6	0.881
9.1	2a	0.34	169	45	0.28	108.6	3588.8 ± 24.3	3559 ± 8	-1	32.63 ± 1	0.7449 ± 0.9	0.848
10.1	1a	0.07	1570	56	0.04	496.9	2020.3 ± 7.9	2859 ± 4	41	10.35 ± 0.5	0.3681 ± 0.5	0.891
11.1	1a	0.06	2081	49	0.02	794	2367.8 ± 8	3160 ± 6	33	15.06 ± 0.6	0.4438 ± 0.4	0.722
12.1	1a	0.02	2154	383	0.18	1001.7	2788.4 ± 9.2	3293 ± 3	18	19.98 ± 0.4	0.5412 ± 0.4	0.916
14.1	3a	0.14	307	5	0.02	185.4	3426 ± 23.8	3456 ± 13	1	28.74 ± 1.2	0.7014 ± 0.9	0.741
15.1	2a	0.15	242	86	0.37	155.8	3600.4 ± 21.4	3525 ± 8	-2	32.06 ± 0.9	0.7481 ± 0.8	0.844
16.1	1a	0.08	355	180	0.52	236.5	3699.9 ± 16.9	3625 ± 5	-2	35.46 ± 0.7	0.7752 ± 0.6	0.863
16.2	1a	0.05	638	37	0.06	368.7	3314.1 ± 12.2	3333 ± 15	1	25.46 ± 1.1	0.6721 ± 0.5	0.431
16.3	1a	0.09	297	184	0.64	195	3658.1 ± 15.2	3632 ± 5	-1	35.09 ± 0.6	0.7638 ± 0.5	0.878
17.1	1a	0.06	638	294	0.48	406.3	3572.8 ± 12.8	3519 ± 3	-2	31.61 ± 0.5	0.7406 ± 0.5	0.903
17.2	1a	0.24	60	12	0.21	33.6	3232.8 ± 26.3	3409 ± 11	5	25.89 ± 1.3	0.6512 ± 1	0.821
18.1	1a	0.19	72	15	0.21	46.1	3593.6 ± 25.6	3518 ± 9	-2	31.84 ± 1.1	0.7462 ± 0.9	0.838
18.2	1a	0.04	522	321	0.63	337.3	3613.2 ± 13.3	3518 ± 4	-3	32.06 ± 0.5	0.7515 ± 0.5	0.894
19.1	1a	0.02	1797	233	0.13	724.7	2480.9 ± 8.2	3170 ± 3	28	16.03 ± 0.5	0.4694 ± 0.4	0.878
11	1a	0.3	179	37	0.22	114.8	3588.6 ± 19.7	3523 ± 7	-2	31.87 ± 0.8	0.7449 ± 0.7	0.86
13	4a	0.03	146	29	0.2	96.6	3679.7 ± 31.3	3545 ± 28	-4	33.42 ± 2.1	0.7697 ± 1.1	0.523
19	4a	0.01	386	38	0.1	239.2	3500 ± 23.1	3584 ± 6	2	32.1 ± 1	0.7211 ± 0.9	0.898
26	2a	0.03	258	58	0.23	160.1	3500.9 ± 21.9	3583 ± 9	2	32.09 ± 1	0.7213 ± 0.8	0.825
31	2a	0	328	21	0.07	219.8	3718.1 ± 25	3610 ± 7	-3	35.35 ± 1	0.7803 ± 0.9	0.899
32	4a	0.06	310	16	0.05	165.5	3111.9 ± 23.6	3367 ± 7	8	24.02 ± 1	0.6205 ± 1	0.914
33	2a	0	115	30	0.27	77.9	3738.9 ± 37	3589 ± 12	-4	35.11 ± 1.5	0.786 ± 1.3	0.859
39	2a	0.02	519	21	0.04	311.1	3413.1 ± 18.1	3541 ± 12	4	30.23 ± 1	0.698 ± 0.7	0.653
45	2a	0.02	563	41	0.07	342	3448.7 ± 21.4	3561 ± 6	3	31.03 ± 0.9	0.7074 ± 0.8	0.887

Таблица 1. Продолжение

Номер точки	Морфотип	Обыкновенный ^{206}Rb , %	U, мкг/г	Th, мкг/г	Th/U	Радиогенный ^{206}Rb , мкг/г	Возраст, млн. лет		Степень дискордантности, %	Изотопные отношения (с коррекцией на обыкновенный свинец по ^{204}Pb)		коэффициент корреляции
							$^{206}\text{Rb}/^{238}\text{U}$	$^{207}\text{Rb}/^{206}\text{Rb}$		$^{207}\text{Rb}/^{235}\text{U}$	$^{206}\text{Rb}/^{238}\text{U}$	
^{133}Bv диопсид-плагиоклаз-роговообманковый амфиболит												
1.1	1a	0.02	172	48	0.29	100	3331.4 ± 44.8	3323 ± 6	0	25.46 ± 1.8	0.6766 ± 1.7	0.978
1.2	1a	0.02	588	161	0.28	306.2	3055 ± 41.4	3283 ± 7	7	22.23 ± 1.8	0.6062 ± 1.7	0.965
2.1	4a	0	160	39	0.25	90.5	3255 ± 44.4	3302 ± 6	1	24.39 ± 1.8	0.6569 ± 1.7	0.976
3.1	3a	0	511	19	0.04	266.1	3053.7 ± 41.5	3203 ± 5	5	21.13 ± 1.7	0.6059 ± 1.7	0.984
4.1	1б	0.65	26	3	0.11	7.5	1842.2 ± 31.7	1939 ± 54	5	5.42 ± 3.6	0.3308 ± 2	0.547
4.2	1a	0.64	596	67	0.12	149.7	1643.6 ± 24.8	2854 ± 7	74	8.15 ± 1.8	0.2904 ± 1.7	0.973
5.1	2a	0.04	118	42	0.36	66.8	3254.9 ± 44.9	3332 ± 7	2	24.87 ± 1.8	0.6568 ± 1.8	0.97
5.2	2a	0.01	228	94	0.43	100.8	2681.5 ± 37.9	2691 ± 7	0	13.1 ± 1.8	0.5158 ± 1.7	0.973
6.1	5	0	266	160	0.62	76.7	1863.1 ± 27.9	1907 ± 10	2	5.39 ± 1.8	0.3351 ± 1.7	0.949
7.1	4a	2.91	5	1	0.29	2.4	2662.2 ± 68.3	2853 ± 83	7	14.33 ± 6	0.5113 ± 3.1	0.525
7.2	4a	0.01	642	100	0.16	351.4	3178.4 ± 42.7	3198 ± 4	1	22.15 ± 1.7	0.6373 ± 1.7	0.99
8.1	2б	0.01	35	5	0.15	12.3	2210.9 ± 35.8	2369 ± 18	7	8.58 ± 2.2	0.4091 ± 1.9	0.876
8.2	2a	0.02	141	66	0.48	79.5	3255.8 ± 44.2	3366 ± 6	3	25.42 ± 1.8	0.6571 ± 1.7	0.974
9.1	3a	0.02	219	26	0.12	119.4	3167 ± 43.2	3272 ± 7	3	23.11 ± 1.8	0.6344 ± 1.7	0.964
10.1	2a	0.01	580	171	0.3	300.6	3044.9 ± 41.3	3223 ± 4	6	21.32 ± 1.7	0.6037 ± 1.7	0.99
11.1	5	0.01	470	192	0.42	269	3288.4 ± 43.9	3325 ± 3	1	25.07 ± 1.7	0.6655 ± 1.7	0.992
8a гнейсовидный биотитовый гранит												
1.1	3a	0.01	127	94	0.77	71.7	3246.3 ± 49.6	3307 ± 12	2	24.39 ± 2.1	0.6546 ± 1.9	0.929
2.1	2a	0.2	113	117	1.07	61.1	3137.5 ± 48.8	3277 ± 11	4	22.91 ± 2.1	0.627 ± 2	0.946
3.1	3a	0.07	902	107	0.12	287	2030.6 ± 32.2	2744 ± 6	26	9.71 ± 1.9	0.3703 ± 1.8	0.982
3.2	3a	0.06	189	245	1.34	104.4	3205 ± 49.1	3322 ± 8	4	24.22 ± 2	0.6441 ± 1.9	0.966
4.1	2a	0.09	143	174	1.26	79.6	3221.2 ± 49.4	3353 ± 9	4	24.87 ± 2	0.6482 ± 2	0.957
4.2	2б	0.08	275	46	0.17	124.9	2732.5 ± 41.8	2716 ± 9	-1	13.61 ± 1.9	0.5279 ± 1.9	0.964
5.1	3a	0	117	162	1.43	67.4	3312.6 ± 50.5	3346 ± 9	1	25.65 ± 2	0.6718 ± 1.9	0.957
5.2	3б	0	253	34	0.14	131.5	3046 ± 46	3191 ± 13	5	20.9 ± 2.1	0.604 ± 1.9	0.915
6.1	2б	0.17	239	32	0.14	101.4	2582.9 ± 40.6	2606 ± 11	1	11.89 ± 2	0.4928 ± 1.9	0.946
6.2	2a	0.02	202	237	1.22	114	3261.3 ± 48.6	3323 ± 7	2	24.79 ± 2	0.6585 ± 1.9	0.971
6.3	2a	0.16	687	183	0.28	220	2040.8 ± 32.2	2747 ± 7	26	9.78 ± 1.9	0.3724 ± 1.8	0.978
7.1	4a	-0.03	157	129	0.85	80.5	3012.7 ± 56	3150 ± 17	4	20.09 ± 2.6	0.5957 ± 2.3	0.907
7.1a	1a	0.19	162	35	0.22	72.5	2703 ± 42.1	3094 ± 11	13	16.96 ± 2	0.5209 ± 1.9	0.944
8.1	2a	0	129	119	0.95	75.4	3340.2 ± 50.5	3334 ± 9	0	25.73 ± 2	0.6789 ± 1.9	0.961
9.1	1a	0.01	560	502	0.93	274.7	2910 ± 43.2	3102 ± 6	6	18.67 ± 1.9	0.5705 ± 1.8	0.976
10.1	1б	0.01	199	32	0.17	85.8	2625.6 ± 41.1	2693 ± 19	3	12.79 ± 2.2	0.5028 ± 1.9	0.861

Таблица 1. Продолжение

Номер точки	Мор-фотип	Обыкновенный ^{206}Rb , %	U, мкг/г	Th, мкг/г	Th/U	Радиогенный ^{206}Rb , мкг/г	Возраст, млн. лет		Степень дискордантности, %	Изотопные отношения (с коррекцией на обыкновенный свинец по ^{204}Pb)		коэффициент корреляции
							$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$		$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	
11.1	1б	0.03	184	36	0.2	83.5	2727.5 ± 42.5	2718 ± 12	0	13.59 ± 2.1	0.5267 ± 1.9	0.931
11.2	1а	0	468	117	0.26	209.1	2700.9 ± 41.2	3045 ± 12	11	16.43 ± 2	0.5204 ± 1.9	0.928
12.1	4б	0.28	352	31	0.09	155.9	2673.2 ± 40.9	2826 ± 9	5	14.17 ± 1.9	0.5139 ± 1.9	0.962
13.1	2б	0.05	237	40	0.17	104.2	2661.4 ± 41.5	2704 ± 9	2	13.09 ± 2	0.5111 ± 1.9	0.962
14.1	2б	0.02	198	32	0.17	90.2	2740.5 ± 42.4	2716 ± 10	-1	13.66 ± 2	0.5298 ± 1.9	0.955
15.1	1а	0.45	248	176	0.73	107.1	2634.6 ± 36.0	3208 ± 16	23	17.66 ± 1.9	0.5049 ± 1.7	0.860
15.2	1а	1.72	720	96	0.14	165.1	1513.5 ± 21.9	2673 ± 32	78	6.65 ± 2.5	0.2646 ± 1.6	0.648
15.3	1а	0.62	87	64	0.76	41.6	2866.6 ± 41.2	3237 ± 20	14	19.95 ± 2.2	0.5600 ± 1.8	0.813
16.1	1а	0.08	721	162	0.23	221.4	1981.9 ± 26.5	2797 ± 14	42	9.75 ± 1.8	0.3599 ± 1.6	0.872
16.2	1а	0.14	117	104	0.92	57.8	2944.9 ± 38.4	3154 ± 10	8	19.57 ± 1.7	0.5790 ± 1.6	0.931
16.3	1б	0.15	307	47	0.16	139.2	2745.1 ± 35.0	2741 ± 19	1	13.90 ± 2.0	0.5309 ± 1.6	0.802
17.1	1а	0.65	319	325	1.05	133.6	2564.7 ± 36.9	3072 ± 20	21	15.69 ± 2.1	0.4886 ± 1.7	0.813
10б биотитовый гнейс												
1.1	2а	0	280	235	0.87	157.7	3252.5 ± 41.9	3261 ± 6	0	23.74 ± 1.7	0.6562 ± 1.6	0.973
2.1	1а	0.09	453	6	0.01	138.2	1957.3 ± 27.6	1876 ± 11	-4	5.61 ± 1.7	0.3548 ± 1.6	0.937
3.1	2а	0.25	693	396	0.59	282.6	2496 ± 32.5	2727 ± 7	9	12.27 ± 1.6	0.4728 ± 1.6	0.968
4.1	2а	0	279	155	0.58	161.5	3327.2 ± 42.6	3247 ± 6	-2	24.21 ± 1.7	0.6755 ± 1.6	0.972
5.1	3а	0.45	474	119	0.26	231.7	2890.2 ± 37.7	3066 ± 11	6	18.1 ± 1.8	0.5657 ± 1.6	0.917
6.1	2а	0.18	350	145	0.43	162.8	2786 ± 45.4	3044 ± 7	9	17.06 ± 2.1	0.5406 ± 2	0.975
7.1	3а	0.09	263	141	0.56	142.4	3147.8 ± 41.1	3237 ± 7	3	22.42 ± 1.7	0.6295 ± 1.7	0.965
8.1	5	0.12	395	6	0.01	119.4	1939.4 ± 27.1	1862 ± 18	-4	5.51 ± 1.9	0.351 ± 1.6	0.857
9.1	1а	0.14	121	114	0.97	70.7	3334.2 ± 47	3282 ± 10	-2	24.83 ± 1.9	0.6774 ± 1.8	0.938
10.1	2а	0.08	386	65	0.17	178.3	2770.8 ± 36.3	2936 ± 7	6	15.84 ± 1.7	0.537 ± 1.6	0.966
11.1	1а	0.03	564	355	0.65	298.3	3090.2 ± 38.8	3161 ± 5	2	20.89 ± 1.6	0.6151 ± 1.6	0.982
12.1	1а	0.37	601	191	0.33	284.8	2820.5 ± 36.8	2998 ± 7	6	16.83 ± 1.7	0.5489 ± 1.6	0.968
13.1	1а	0.32	75	88	1.2	44	3338.2 ± 53.4	3276 ± 15	-2	24.77 ± 2.3	0.6784 ± 2	0.906
14.1	1а	0.05	364	407	1.16	183.8	2977.2 ± 38.6	3153 ± 6	6	19.83 ± 1.7	0.587 ± 1.6	0.973
10а биотитовый гнейс гранатосодержащий												
1.1	2а	0.06	1270	233	0.19	443.1	2195.5 ± 28.7	2881 ± 4	31	11.57 ± 1.6	0.4058 ± 1.5	0.985
2.1	2а	0.06	619	461	0.77	350.7	3264.2 ± 40.3	3250 ± 4	0	23.68 ± 1.6	0.6592 ± 1.6	0.984
3.1	1а	0.1	1616	242	0.15	423.1	1713.3 ± 23.2	2476 ± 5	45	6.8 ± 1.6	0.3044 ± 1.5	0.979
4.1	3а	0.25	1712	211	0.13	355.9	1392.6 ± 19.3	2164 ± 15	55	4.49 ± 1.8	0.2411 ± 1.5	0.869
6.1	1а	0.51	2211	32	0.01	466.7	1407.8 ± 19.5	2168 ± 10	54	4.55 ± 1.7	0.2441 ± 1.5	0.937
7.1	2а	0.04	1062	96	0.09	506.2	2843.2 ± 36	3074 ± 5	8	17.82 ± 1.6	0.5543 ± 1.6	0.983
8.1	1б	0.29	2286	27	0.01	411.7	1223 ± 17.1	2032 ± 8	66	3.61 ± 1.6	0.2089 ± 1.5	0.958

Таблица 1. Окончание

Номер точки	Морфотип	Обыкновенный ^{206}Rb , %	U, мкг/г	Th, мкг/г	Th/U	Радиогенный ^{206}Rb , мкг/г	Возраст, млн. лет		Степень дискордантности, %	Изотопные отношения (с коррекцией на обыкновенный свинец по ^{204}Pb)		
							$^{206}\text{Rb}/^{238}\text{U}$	$^{207}\text{Rb}/^{206}\text{Rb}$		$^{207}\text{Rb}/^{235}\text{U}$	$^{206}\text{Rb}/^{238}\text{U}$	коэффициент корреляции
294п мигматизированный гранатовый амфиболит												
1.1	3а	0.1	2318	67	0.03	636.5	1786.6 ± 28.5	1895 ± 6	6	5.11 ± 1.9	0.3194 ± 1.8	0.986
2.1	3а	0.05	1132	18	0.02	311.1	1787.9 ± 28.7	1911 ± 7	6	5.16 ± 1.9	0.3196 ± 1.8	0.975
3.1	3а	0.55	26	1	0.05	7.5	1880.1 ± 42.7	1982 ± 91	5	5.68 ± 5.7	0.3386 ± 2.6	0.457
4.1	3а	0.1	343	126	0.38	97.5	1841.3 ± 30.1	1913 ± 13	4	5.34 ± 2	0.3306 ± 1.9	0.929
5.1	3а	0.27	70	0	0	20.9	1908.2 ± 35.2	1906 ± 34	0	5.54 ± 2.8	0.3445 ± 2.1	0.751
5.2	3а	0	25	0	0.01	7.2	1868.1 ± 42.4	2055 ± 51	9	5.88 ± 3.9	0.3361 ± 2.6	0.669
6.1	1а	0.13	56	0	0.01	16.5	1908.6 ± 36.5	1959 ± 34	3	5.71 ± 2.9	0.3446 ± 2.2	0.762
6.2	1б	0.54	975	26	0.03	185.4	1282.2 ± 21.5	1815 ± 19	29	3.37 ± 2.1	0.2201 ± 1.9	0.87
7.1	2а	0.12	262	2	0.01	75.8	1868.2 ± 31.4	1909 ± 18	2	5.42 ± 2.2	0.3362 ± 1.9	0.887
7.2	2б	0.03	782	13	0.02	228.4	1885.4 ± 30.3	1924 ± 9	2	5.52 ± 1.9	0.3397 ± 1.9	0.962
8.1	4а	0	1036	20	0.02	302.2	1883.9 ± 30.1	1918 ± 10	2	5.5 ± 1.9	0.3394 ± 1.8	0.959
565ж мезократовый гранат-биотитовый плаггионос												
1.1	1а	0.09	816	25	0.03	234.7	1860 ± 16	1920 ± 15	3	5.42 ± 1.3	0.3345 ± 1	0.758
1.2	1б	0	864	406	0.49	271.3	2008 ± 14	1975 ± 14	-2	6.11 ± 1.1	0.3655 ± 0.8	0.73
2.1	1а	0.52	1236	51	0.04	273.2	1469 ± 11	1824 ± 21	24	3.93 ± 1.5	0.2559 ± 0.9	0.585
3.1	1б	0.23	2012	18	0.01	494	1617 ± 9	1872 ± 12	16	4.5 ± 0.9	0.2851 ± 0.6	0.67
4.1	3а	0.27	1187	680	0.59	363.5	1961 ± 13	1959 ± 15	0	5.89 ± 1.1	0.3556 ± 0.7	0.659
5.1	2а	0.75	2456	81	0.03	428.2	1183 ± 7	1676 ± 23	42	2.86 ± 1.4	0.2014 ± 0.6	0.444
6.1	1б	0.1	1548	49	0.03	446.6	1865 ± 11	1916 ± 12	3	5.43 ± 0.9	0.3354 ± 0.7	0.706
6.2	1а	0.87	330	146	0.46	100.4	1941 ± 20	1965 ± 32	1	5.84 ± 2.2	0.3513 ± 1.2	0.555
7.1	3а	0	1257	48	0.04	373.6	1915 ± 12	1974 ± 11	3	5.78 ± 0.9	0.3458 ± 0.7	0.741
8.1	4а	0.2	734	98	0.14	232.5	2019 ± 15	2023 ± 24	0	6.32 ± 1.6	0.3678 ± 0.9	0.553
9.1	4а	0.09	1696	48	0.03	467.6	1792 ± 10	1890 ± 15	5	5.11 ± 1	0.3205 ± 0.6	0.624
10.1	3а	0	1033	33	0.03	307.1	1915 ± 14	1956 ± 13	2	5.72 ± 1.1	0.346 ± 0.9	0.775
479ж эллотит												
1.1	5а	0.19	684	17	0.03	192.2	1820.2 ± 30.9	1859 ± 11	2	5.11 ± 2	0.3263 ± 2	0.953
2.1	3а	0.03	618	15	0.02	176.8	1852.4 ± 29.7	1826 ± 10	-1	5.12 ± 1.9	0.3329 ± 1.8	0.961
3.2	3а	0.1	909	22	0.03	226.1	1637.1 ± 26.7	1813 ± 10	10	4.42 ± 1.9	0.2891 ± 1.9	0.962
4.1	3а	0.02	956	24	0.03	268.8	1825.8 ± 29.2	1859 ± 7	2	5.13 ± 1.9	0.3274 ± 1.8	0.976
5.1	5а	0.02	1004	33	0.03	280.3	1814.3 ± 29	1861 ± 7	3	5.1 ± 1.9	0.325 ± 1.8	0.976
6.1	4а	0.04	1018	35	0.04	289.9	1845.1 ± 29.8	1860 ± 8	1	5.2 ± 1.9	0.3314 ± 1.9	0.976
7.1	5а	0	976	40	0.04	279.7	1856.7 ± 29.6	1857 ± 7	0	5.23 ± 1.9	0.3338 ± 1.8	0.977

Примечание. В номере точки анализа первая цифра означает номер зерна.

Таблица 2. Sm-Nd изотопные данные для валовых проб метаморфических пород Кухтуйского выступа

Номер пробы	Порода	Возраст, млн. лет	Sm, мкг/г	Nd, мкг/г	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	Err	$\epsilon_{\text{Nd}}(0)$	$\epsilon_{\text{Nd}}(T)$	$T_{\text{Nd}}(\text{DM})$, млн. лет	$T_{\text{Nd}}(\text{DM-2st})$, млн. лет
294к	Гранулит гиперстен-плаггиоклазовый	3300	8.128	44.96	0.1093	0.510597	3	-39.81	-2.64	3696	3741
87а	Плаггиогнейс гранат-биотитовый мезократовый	3300	5.899	33.67	0.1059	0.510549	5	-40.75	-2.13	3647	3699
207л	Плаггиогнейс гранат-биотитовый мезократовый	3300	5.189	29.79	0.1053	0.510513	3	-41.45	-2.58	3677	3735
223	Гнейсовидный гранит биотитовый	3300	1.386	11.76	0.0712	0.509865	3	-54.09	-0.69	3486	3583
8а	Гнейсовидный гранит биотитовый	3300	1.042	8.289	0.076	0.509993	8	-51.6	-0.23	3467	3546
10а	Гнейс биотитовый гранат-содержащий	3300	4.482	31.33	0.0865	0.510338	7	-44.87	2.05	3345	3361
294п	Амфиболит гранатовый мигматизированный	3300	4.979	26.56	0.1133	0.51099	7	-32.15	3.37	3256	3253

них воздействиях. Все восемь экспериментальных точек образуют дискордию, которая дает верхнее пересечение с конкордией близ точки 16.2, имеющей конкордантный возраст 3333 млн. лет, и нижнее, отвечающее возрасту 737 ± 97 , при СКВО = 58. Примечательно, что два из этих определений получены из одного зонального зерна (табл. 1, точки 1.1, 1.2). Тектонотермальное событие с возрастом 737 ± 97 млн. лет, вероятно, оказало столь сильное воздействие на U-Pb изотопную систему архейских цирконов, что верхнее пересечение дискордии с конкордией отражает не возраст образования цирконов, а соответствует более раннему и довольно сильному событию, произошедшему 3.3 млрд. лет назад, когда “геохронологические часы” для этих цирконов “были запущены заново”. Следовательно, цирконы второй группы, скорее всего, являются не самостоятельной генерацией, а интенсивно преобразованными палеоархейскими цирконами с самыми высокими содержаниями урана и низкими торий-урановыми отношениями. Принадлежность мутных цирконов к первой группе подтверждается тем, что и в одном из таких зерен получены значения возраста 2972 ± 5 млн. лет по периферии (табл. 1, точка 2.1) и 3686 ± 4 млн. лет в ядре (табл. 1, точка 2.2).

Для более уверенного заключения о времени становления и эволюции гранулитов был проведен Sm-Nd изотопный анализ валовой пробы

294к. Результаты Sm-Nd исследований не противоречат вышеизложенным выводам: для валовой пробы гранулитов (проба 294к) получен модельный возраст 3696 млн. лет (табл. 2).

В диоксид-плаггиоклаз-роговообманковых амфиболитах (проба 133в) преобладают светло-розовые и вишневые длиннопризматические цирконы (45%), эллипсоидальные и шарообразные зерна составляют 30 и 25% соответственно. Размер цирконов варьирует от 50 до 380 мкм, $K_y = 1.0-4.2$. Внутреннее строение всех морфотипов циркона характеризуется присутствием ядра, составляющего до 70–80% от объема зерна, и окружающей его широкой белой или серой в КЛ оболочкой (рис. 2). Наиболее часто наблюдаются идиоморфные ядра простого сложения, призматического габитуса с дипирамидальными вершинами и правильной тонкой ритмической зональностью (табл. 1, зерно 1). Изредка в ядрах наблюдается смена доминирующих призматических граней на дипирамидальные и затем вновь на призматические, причем границы зон обладают резким идиоморфизмом и имеют форму идеальных кристаллов с острыми ребрами и вершинами. Для эллипсоидальных цирконов более характерны ядра не с дипирамидальными, а с закругленными вершинами, в которых тонкая ритмическая зональность подчеркивает внешнюю форму ядра. Реже наблюдаются ядра сложного строения с неизменен-

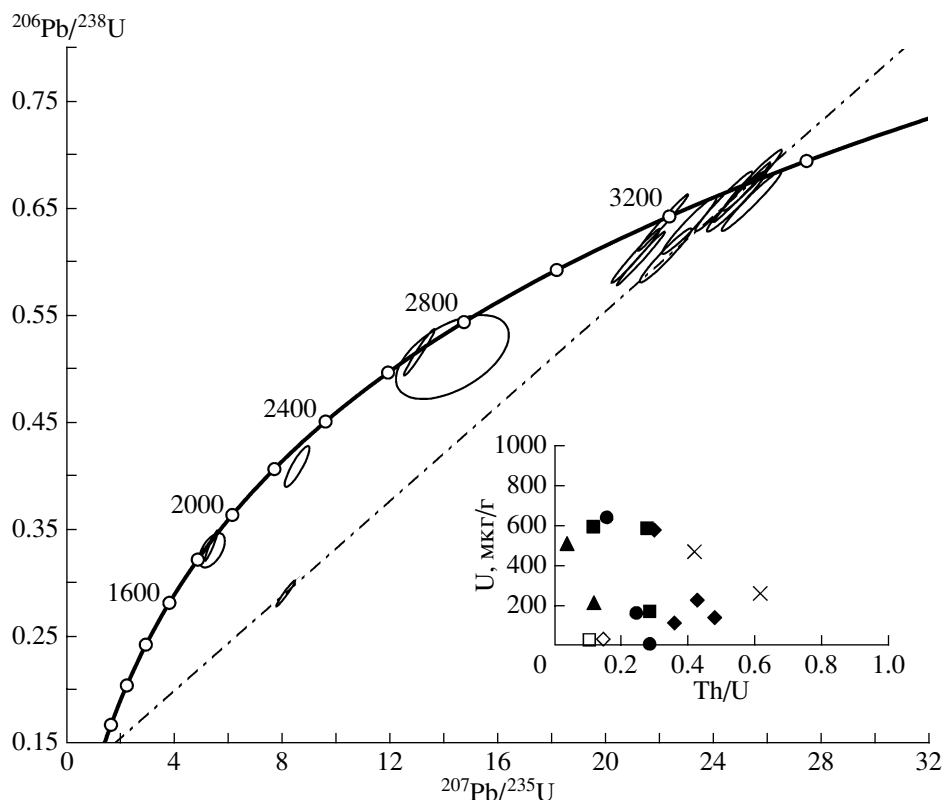


Рис. 4. Диаграмма с конкордией для цирконов из диопсид-плагноклаз-роговообманковых амфиболитов (проба 133в). Дискордия: $T_1 = 3325 \pm 10$, $T_2 = 831 \pm 45$ млн. лет, СКВО = 0.65 (проведена через точки 1.1, 1.2, 11.1, 4.2, см. табл. 1). Условные обозначения на рис. 3.

ной центральной частью и окружающей ее широкой однородной серой в КЛ каймой, причем форма центральной части ядер может быть идиоморфной, овальной или отчетливо ксеноморфной с извилистыми очертаниями. Переход от ядра к кайме неотчетливый, его не всегда удается установить. Иногда центральная часть ядра или все ядро сложено перекристаллизованным низкоурановым светлым в КЛ цирконом (табл. 1, точка 7.1) или выполнено черной в КЛ метамиктной массой в виде овальных или неправильных форм (табл. 1, зерно 10). Оболочка обычно низкоурановая, белая в КЛ, но ее толщина колеблется в широких пределах, вплоть до почти полного исчезновения оболочки. Изредка по границе с оболочкой отмечается коррозия внешней или даже центральной части ядра, причем чаще корродируются дипирамидальные грани, реже призматические.

Результаты U-Pb исследований цирконов из амфиболитов (проба 133 в) приведены в табл. 1. На диаграмме изображена (рис. 4) построенная для них дискордия, верхнее пересечение которой с конкордией соответствует возрасту 3325 ± 10 млн. лет, а нижнее – 831 ± 45 млн. лет, при СКВО = 0.65. Наиболее древняя конкордантная дата 3323 ± 6 млн. лет, полученная в центре идиоморфного призма-

тического ядра (табл. 1, точка 1.1), вероятно, отражает время основного магматизма. Иногда центральная часть ядра или все ядро сложено перекристаллизованным низкоурановым белым в КЛ цирконом, но палеоархейский возраст при этом сохраняется (табл. 1, точка 7.1). Тектонотермальное событие с возрастом 1.9 млрд. лет зафиксировано в крупном (200×280 мкм) сером в КЛ сколке кристалла циркона с неявно выраженной широкой зональностью (табл. 1, точка 6.1, возраст 1907 ± 10 млн. лет) и в оторочке длиннопризматического зерна (табл. 1, точка 4.1, возраст 1939 ± 54 млн. лет). Оценка 1.9 млрд. лет, вероятно, отражает время проявления метаморфических процессов.

Циркон из гнейсовидных субщелочных двуполевошпатовых гранитов (проба 8а) представлен кристаллами вишневой и светло-розовой окраски размером от 120 до 400 мкм с $K_y = 1.1-3.0$. Выделяется три морфологических типа цирконов: длиннопризматические составляют до 15% объема фракции, эллипсоидальные – 60% и шарообразные – 25%. Вершины кристаллов во всех морфотипах закруглены, а ребра криволинейны, что придает им сходство с окатанными зернами. Изучение циркона в проходящем свете и КЛ показало

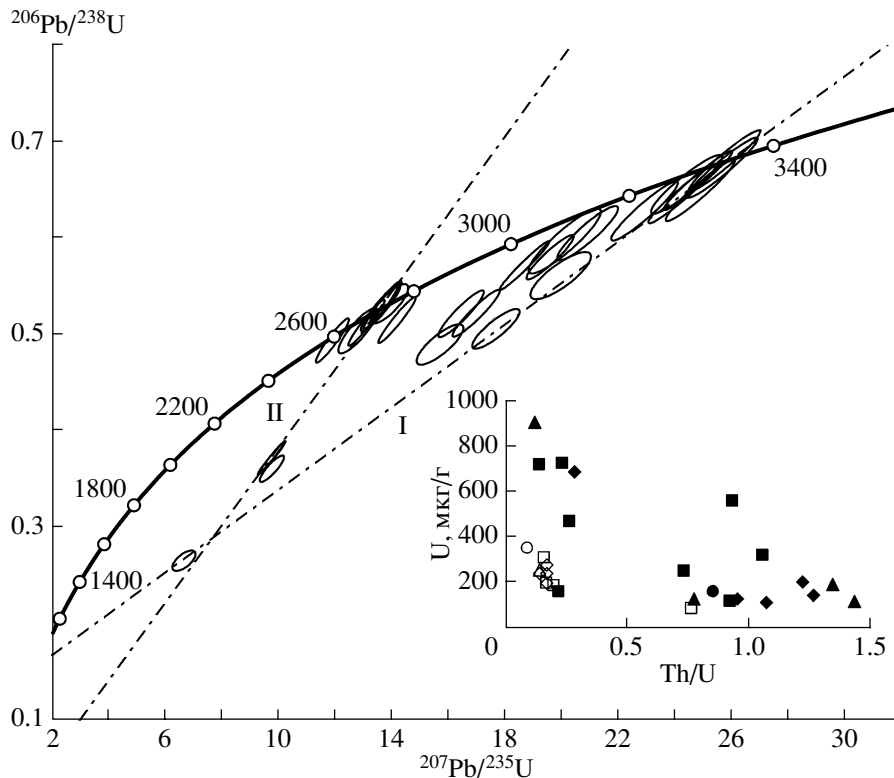


Рис. 5. Диаграмма с конкордией для цирконов из гнейсовидных биотит-двуполевошпатовых гранитов (проба 8а). Дискордия I: $T_1 = 3343 \pm 17$, $T_2 = 933 \pm 100$ млн. лет, СКВО = 1.6 (проведена через точки 3.2, 4.1, 5.1, 6.2, 8.1, 15.1–3, см. табл. 1); дискордия II: $T_1 = 2729 \pm 15$, $T_2 = 0$ млн. лет, СКВО = 4.3 (проведена через точки 3.1, 4.2, 6.3, 10.1, 11.1, 13.1, 14.1, 15.2, 16.3, см. табл. 1). Условные обозначения на рис. 3.

ло, что его зерна характеризуются двухфазным внутренним строением и состоят из ядра и оболочки (рис. 2). В эллипсоидальных зернах всегда наблюдается идиоморфное короткопризматическое ядро (табл. 1, зерна 1, 4), слагающее до 70–80% объема кристалла, и обрастающая его преимущественно по дипирамидальным граням, тонкозональная оболочка варьирующей ширины (от 3 до 30 мкм). Тонкая зональность в оболочке кристалла иногда сохраняет идиоморфную форму зональности ядра, но внешние контуры оболочки всегда скруглены. Крупные шарообразные кристаллы циркона размером до 180 мкм имеют внутреннее строение, сходное с эллипсоидальными цирконами: идиоморфное короткопризматическое ядро, занимающее от половины до 2/3 и более объема зерна, и обрастающая его преимущественно по дипирамидам тонкозональная оболочка (табл. 1, зерна 7, 12). В длиннопризматических кристаллах ядро и оболочка не всегда уверенно выделяются: во всем объеме зерна наблюдается хорошо выраженная, от тонкой до грубой ритмическая зональность, а в центре – небольшое черное в КЛ метамиктное ядро призматической или эллипсоидальной формы (табл. 1, зерно 7.1а, 10). В редких зернах наблюдается сре-

зание магматической зональности корродированными контурами ядра (табл. 1, зерна 5, 7), что свидетельствует о “растворении” ядра перед нарастанием оболочки и о прерывистом характере роста циркона на магматической стадии. Ядро слагает однородный или грубо-тонкозональный, редко секториальный циркон с выраженным идиоморфным коротко-длиннопризматическим габитусом. На диаграмме U–Th/U отчетливо выделяются три изолированных поля (рис. 5), образованные точками изотопного состава неизменных и метамиктных ядер циркона и нарастающих на ядра оболочек. Первые имеют низкое содержание урана (113–202 мкг/г, в среднем 147 мкг/г) и высокие Th/U отношения (0.77–1.43, в среднем 1.12), что позволяет предполагать их формирование из магматического расплава. Метамиктные ядра имеют высокие содержания урана (560–902 мкг/г, в среднем 716 мкг/г) при широких вариациях Th/U отношения (0.12–0.93, в среднем 0.44). Обрамляющие ядра оболочки характеризуются невысокими содержаниями урана (162–468 мкг/г, в среднем 257 мкг/г) и Th/U отношением (0.09–0.26, в среднем 0.17), что позволяет предполагать для них метаморфический генезис (Vavra et al., 1999; Rubatto, Hermann, 2007).

U-Pb изотопный анализ цирконов эллипсоидального и шарообразного габитуса (табл. 1, точки 1.1, 3.2, 4.1, 5.1, 6.2, 8.1; рис. 5) показал, что их ядра имеют конкордантные возрасты от 3307 ± 12 до 3353 ± 9 млн. лет. Ядра длиннопризматических цирконов (табл. 1, точки 7.1а, 15.1) обладают существенно большей дискордантностью U-Pb отношений, т.е. испытали большие нарушения U-Pb изотопной системы, хотя относятся к этой же возрастной генерации. Восемь точек изотопного состава этих цирконов формируют первую дискордию с параметрами $T_1 = 3343 \pm 17$, $T_2 = 933 \pm 100$ млн. лет, при СКВО = 1.6. Девять точек изотопного состава оболочек, окружающих ядра во всех трех морфотипах цирконов, образуют вторую дискордию с параметрами $T_1 = 2729 \pm 15$ и $T_2 = 0$ млн. лет. Усредненный конкордантный возраст метаморфических изменений гранитов, проявившихся в появлении новообразованной каймы на кристаллах цирконов (табл. 1, точки 4.2, 11.1, 14.1), равен 2718 ± 12 млн. лет. Конкордантная датировка оболочки эллипсоидального зерна (табл. 1, зерна б.1), возможно, свидетельствует о проявлении эпизода гранулитового метаморфизма 2606 ± 11 млн. лет назад. Модельный возраст ($T_{Nd}(DM) = 3467$ и 3486 млн. лет, $\epsilon_{Nd} = -0.23$ и -0.69), определенный по двум валовым пробам гнейсовидных субщелочных гранитов (пробы 8а, 223), не противоречит полученным данным (табл. 2) и свидетельствует о выплавлении первичной магмы этих пород из деплетированной мантии в интервале 3.47–3.49 млрд. лет. Примечательно, что раннепротерозойский этап тектонотермальной активности проявился лишь в новообразованных акцессорных монацитах, которые по результатам U-Pb изотопного датирования показали конкордантный возраст (по пяти точкам) 1918 ± 17 млн. лет при СКВО = 1.7, и не нашел отражения ни в U-Pb изотопной системе циркона, ни в Sm-Nd изотопном составе валовых проб гранита.

В монофракции циркона из биотитового гнейса (проба 10б) преобладают длиннопризматические с округлыми головками и эллипсоидальные кристаллы, реже встречаются шарообразные зерна (рис. 2), окраска изменяется от светло-розовой до розово-коричневой и вишневой. Размер кристаллов составляет 180–400 мкм, $K_v = 1.1$ –4.0. В проходящем свете и КЛ наблюдается сложное строение большинства кристаллов: зональная центральная часть (ядро) и окружающая его узкая, реже широкая оболочка. Часто отмечаются цирконы, переработанные поздними метаморфическими процессами (табл. 1, зерна 5, 10). По периферии ядер иногда развиваются белые с ярким свечением зоны перекристаллизации неправильной формы. Изредка встречаются однофазные длиннопризматические кристаллы с тонкой ритмической зональностью, конформной призматическим граням (табл. 1, зерно 12).

Оболочки обычно тонкие, белые в КЛ, низкоурановые трещиноватые, реже темно-серые, высокоурановые, со следами тонкой магматической зональности. Как в грубозональных непереработанных идиоморфных ядрах цирконов (табл. 1, зерна 1, 4, 7), так и в измененных ядрах (табл. 1, зерна 3, 5, 6) наблюдаются относительно невысокие содержания урана (75–693, в среднем 310 мкг/г, и 350–693 мкг/г, в среднем 478 мкг/г, соответственно) и Th/U отношения, изменяющиеся от 0.26–1.2, в среднем 0.67, до 0.17–0.59, в среднем 0.36, соответственно, что позволяет относить их к типичным магматическим цирконам.

По данным U-Pb изотопного анализа (табл. 1) идиоморфные ядра имеют устойчивый возраст 3.3 млрд. лет (табл. 1, зерна 1, 4, 7), который сохраняется и в периферии ядер (табл. 1, зерна 9, 13). На диаграмме с конкордией (рис. 6) экспериментальные точки ($n = 14$) цирконов различного габитуса и строения образуют линию регрессии с параметрами $T_1 = 3245 \pm 23$ млн. лет, $T_2 = 2025 \pm 53$ млн. лет, СКВО = 1.6. Верхнее пересечение дискордии с конкордией попадает на конкордантную точку 1.1 (табл. 1) с возрастом 3261 ± 6.2 млн. лет, отражающим, вероятно, время магматической кристаллизации цирконов, а нижнее пересечение соответствует времени их преобразования при метаморфизме. Для крупных (300–500 мкм) призматических цирконов (табл. 1, зерно 2) или их сколков (табл. 1, зерно 8) с низким содержанием урана (424 мкг/г) и очень низким торий-урановым отношением (0.01) получены датировки 1876 ± 11 и 1862 ± 18 млн. лет. Однородное строение этих идиоморфных кристаллов и отсутствие в них более древних участков позволяет предположить их образование непосредственно при процессах метаморфизма амфиболитовой фации.

В гранатсодержащих биотитовых гнейсах (проба 10а) цирконы по морфологии и геохимическим характеристикам сходны с цирконами пробы 10б, но имеют низкое Th/U отношение (0.1–0.19, в среднем 0.11), более высокие содержания урана (1270–2290 мкг/г, в среднем 1680 мкг/г) и содержат большое количество включений, что свидетельствует о существенных нарушениях U-Pb изотопной системы цирконов. Поэтому семь экспериментальных точек (табл. 1, рис. 7) образуют дискордию с большим СКВО = 29, отвечающую $T_1 = 3264.2 \pm 40.3$ и $T_2 = 1122 \pm 40$ млн. лет; и лишь для одного кристалла (табл. 1, зерно 2) с невысоким содержанием урана 619 мкг/г, торий-урановым отношением 0.77 и не содержащего включений, получена конкордантная датировка 3250 ± 4.4 млн. лет, практически совпадающая с результатами измерений пробы 10б. Результаты Sm-Nd исследований хорошо согласуются с U-Pb данными: для валовой пробы гранатсодержащих биотитовых гнейсов (проба 10а)

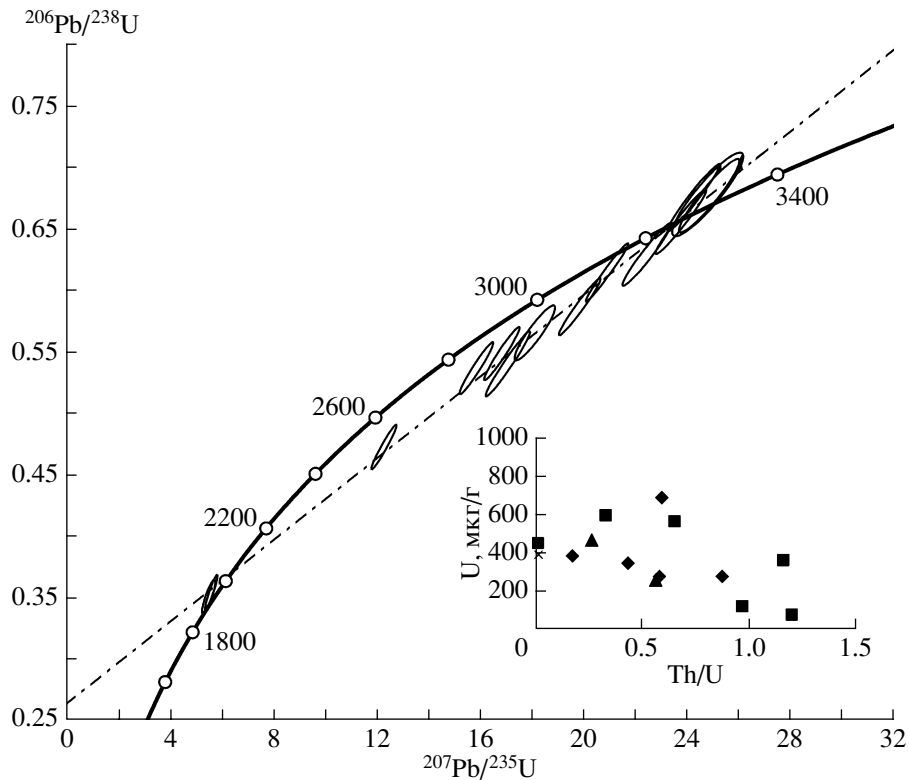


Рис. 6. Диаграмма с конкордией для цирконов из биотитового гнейса (проба 10б).

Дискордия $T_1 = 3245 \pm 23$, $T_2 = 2025 \pm 53$ млн. лет, СКВО = 1.6 (проведена через все точки, см. табл. 1). Условные обозначения см. на рис. 3.

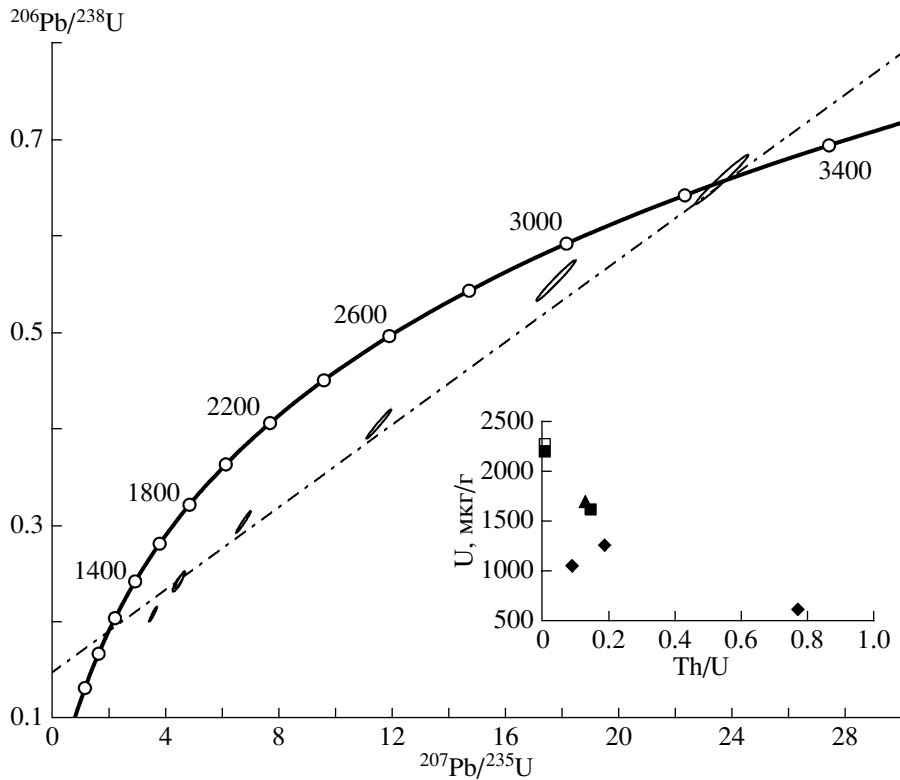


Рис. 7. Диаграмма с конкордией для цирконов из гранатсодержащих биотитовых гнейсов (проба 10а).

Дискордия: $T_1 = 3264.2 \pm 40.3$, $T_2 = 1122 \pm 40$ млн. лет, СКВО = 29 (проведена через все точки, см. табл. 1). Условные обозначения см. на рис. 3.

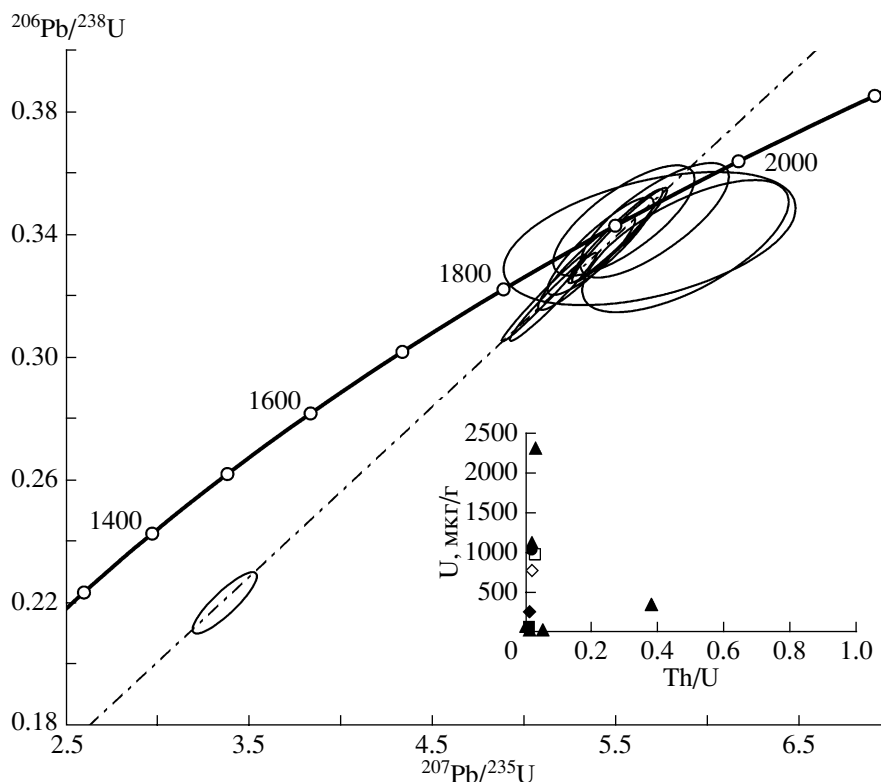


Рис. 8. Диаграмма с конкордией для цирконов из мигматизированных гранатовых амфиболитов (проба 294п). Дискордия: $T_1 = 1923 \pm 11$, $T_2 = 361 \pm 110$ млн. лет, СКВО = 1.3 (проведена через все точки, см. табл. 1). Условные обозначения см. на рис. 3.

модельный возраст составляет 3345 млн. лет при $\epsilon_{Nd} = +2.05$ (табл. 2).

В мигматизированных гранатовых амфиболитах (проба 294п) циркон представлен преимущественно шарообразными и эллипсоидальными зернами с $K_y = 1.0-2.0$, редко – длиннопризматическими с $K_y = 2.0-3.0$, размером от 100 до 280 мкм. В проходящем свете и КЛ в большинстве зерен обособляются ядро и широкая (10–30 мкм) темно-серая или черная в КЛ оболочка. Ядро имеет однородное строение, эллипсоидальную или шарообразную форму; встречаются зерна с субидиоморфным ядром и неотчетливо выраженной ритмической зональностью (табл. 1, зерно 5). Для ядер цирконов характерны низкие содержания урана (25–262 мкг/г, в среднем 88 мкг/г), для оболочек – более высокие (343–975 мкг/г, в среднем 700 мкг/г), а для переработанных ядер – самые высокие (1036–2318 мкг/г, в среднем 1500 мкг/г), и все цирконы, кроме точки 4.1, имеют очень низкие торий-урановые отношения (0.01–0.05 мкг/г, в среднем 0.02 мкг/г) (табл. 1, рис. 8). Все одиннадцать точек изотопного состава ядер и оболочек цирконов различного габитуса образуют линию регрессии ($T_1 = 1923 \pm 11$ млн. лет, $T_2 = 361 \pm 110$ млн. лет, СКВО = 1.3), верхнее пересечение которой с конкордией попадает на точку 5.1, име-

ющую конкордантный возраст 1906 ± 34 млн. лет, отражающий, вероятно, время мигматизации. Возраст 361 ± 110 млн. лет, определенный по нижнему пересечению дискордии, скорее всего, соответствует времени внедрения позднеордовикских гранитоидов (444.4 ± 1.1 млн. лет) в западной части Охотского массива (Кузьмин и др., 2003). Полученный модельный Sm-Nd возраст 3256 млн. лет (табл. 2) подтверждает палеоархейский возраст протолита амфиболитов.

Цирконы из мезократовых гранат-биотитовых плагиогнейсов (проба 565ж) представлены прозрачными розовыми и темно-бордовыми кристаллами размером от 100 до 220 мкм. Преобладают удлинено-призматические цирконы с закругленными вершинами ($K_y = 1.5-3.0$), менее распространены шарообразные и эллипсоидальные разновидности ($K_y = 1.0-1.5$). Большинство зерен имеет двухфазное строение с ядром, в котором нередко отмечается ритмическая зональность (табл. 1, зерно 3), и однородной темной в КЛ оболочкой. Как для ядер, так и для оболочек характерно высокое содержание урана (734–2456 мкг/г, в среднем 1350 мкг/г) и низкое торий-урановое отношение (0.01–0.14 мкг/г, в среднем 0.04 мкг/г), за исключением трех зерен (табл. 1, зерна 1.2, 4, 6.2), в зональных ядрах которых от-

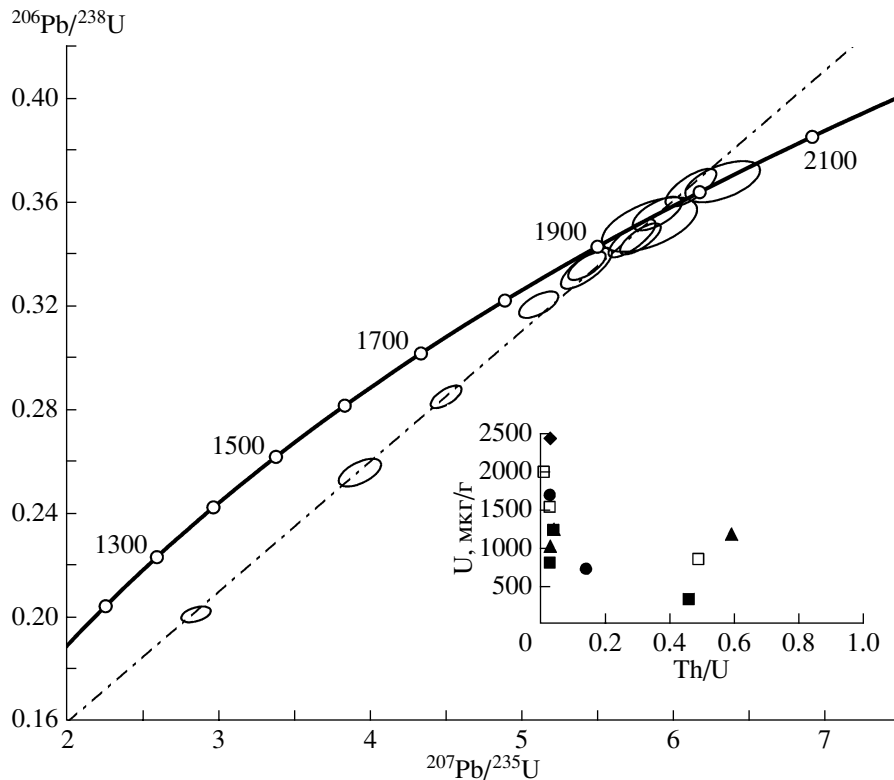


Рис. 9. Диаграмма с конкордией для цирконов из мезократовых гранат-биотитовых плагиогнейсов (проба 565ж). Дискордия: $T_1 = 1960 \pm 20$, $T_2 = 620 \pm 110$ млн. лет, СКВО = 1.9 (проведена через все точки, см. табл. 1). Условные обозначения см. на рис. 3.

мечается высокое содержание тория (146–680 мкг/г, в среднем 410 мкг/г) и высокое Th/U отношение (0.46–0.59, в среднем 0.51). При этом типичные для магматических цирконов отношения Th/U сохраняются только в некоторых призматических и эллипсоидальных кристаллах, а в шарообразных зернах отмечаются характерные для метаморфических цирконов низкие Th/U отношения. Двенадцать экспериментальных точек формируют линию регрессии с параметрами $T_1 = 1960 \pm 20$ млн. лет, $T_2 = 620 \pm 110$ млн. лет, СКВО = 1.9 (табл. 1, рис. 9). Верхнее пересечение с конкордией совпадает с конкордантной точкой, имеющей возраст 1959 ± 15 млн. лет, вероятно отражающий время проявления процессов метаморфизма амфиболитовой фации; нижнее пересечение трудно интерпретируется из-за большой погрешности его определения. Результаты Sm-Nd исследований позволяют предполагать палеоархейский возраст протолита для мезократовых гранат-биотитовых плагиогнейсов, так как для двух проб (87а, 207л) получены модельные Sm-Nd возрасты 3647 и 3677 млн. лет соответственно (табл. 2).

Для диопсид-гранатовой эклогитоподобной породы (проба 479ж) типичны преимущественно сколки цирконов размером от 80 до 320 мкм, ре-

же отмечаются субидiomорфные короткопризматические и шарообразные зерна. В проходящем свете и КЛ наблюдаются неясно выраженное ядро и более темная оболочка. Иногда отмечаются реликты слабовыраженной ритмической зональности. Для всех зерен характерны высокое содержание урана (618–1018 мкг/г, в среднем 880 мкг/г) и очень низкое Th/U отношение (0.02–0.04, в среднем 0.03). U-Pb изотопный анализ (табл. 1, рис. 10) показал, что большая часть цирконов имеют конкордантные возрасты от 1826 ± 10 до 1860 ± 8 млн. лет, а вся совокупность точек (за исключением 2.1) ложится на дискордию ($T_1 = 1865 \pm 13$ млн. лет, $T_2 = 545 \pm 250$ млн. лет, СКВО = 0.26), верхнее пересечение которой с конкордией попадает на конкордантную точку, имеющую возраст 1857 ± 7 млн. лет. Полученные данные позволяют считать, что формирование эклогитоподобных пород происходило в раннепротерозойское время – 1860 млн. лет назад.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Проведенное изотопно-геохронологическое исследование, прежде всего, свидетельствует о весьма древнем (эопалеоархей) времени формирования протолита метаморфических образований охот-

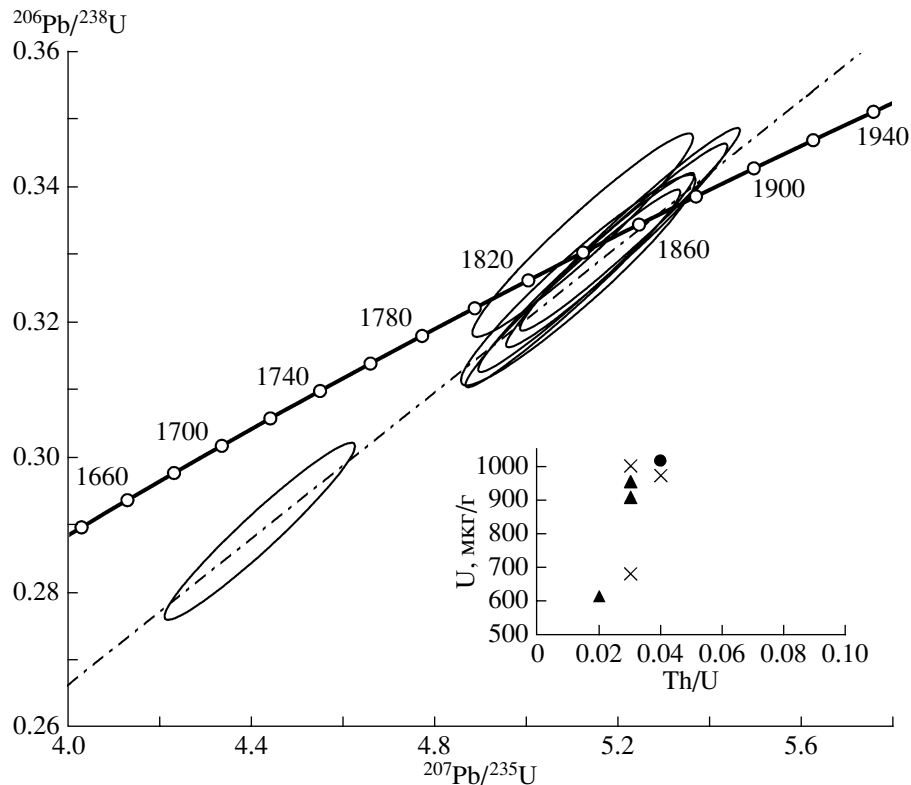


Рис. 10. Диаграмма с конкордией для цирконов из диопсид-гранатового эклогитоида (проба 479ж).

Дискордия: $T_1 = 1865 \pm 13$, $T_2 = 545 \pm 250$ млн. лет, СКВО = 0.26 (проведена через все точки за исключением 2.1, см. табл. 1). Условные обозначения см. на рис. 3.

ской серии. Эоархейские U-Pb датировки (3686 ± 4 млн. лет) по циркону магматического генезиса из гиперстен-плагиоклазовых гранулитов, подтвержденные результатами Sm-Nd анализа по породе (3696 млн. лет), позволяют выделить древнейший эоархейский магматический комплекс. Слагающие основную массу охотской серии гнейсы и амфиболиты формируют более молодой палеоархейский комплекс. U-Pb возраст его образования по магматическому циркону в гнейсированных гранитах, амфиболитах и гнейсах составляет 3334 ± 9 , 3323 ± 6 и 3261 ± 6 млн. лет соответственно, а сами амфиболиты и гнейсы характеризуются Nd-модельными возрастными 3256 и 3345 млн. лет соответственно. Разрыв между временем кристаллизации цирконов и Nd-модельными возрастными пород незначителен, что, возможно, свидетельствует об их принадлежности к единой дифференцированной магматической серии, а также об отсутствии в источниках амфиболитов и гнейсов материала с длительной коровой предысторией.

Суммируя перечисленные новые данные по древнейшим породам Кухтуйского выступа, можно прийти к заключению, что охотская серия представляет собой сложное чередование или, возможно, тектоническую смесь разновозрастных магматических образований, и только часть

из них относится к древнейшим эоархейским породам, а другая часть имеет позднепалеоархейский возраст ($\sim 3.25\text{--}3.35$ млрд. лет).

Метаморфическая история Кухтуйского выступа заключается в многоэтапном преобразовании эоархейских и палеоархейских магматических образований в условиях гранулитовой и амфиболитовой фации. В древнейших эоархейских породах (проба 294к) присутствуют цирконы, свидетельствующие о сильном термальном воздействии на них в позднем палеоархее. Все восемь экспериментальных точек цирконов второй группы образуют дискордию, верхнее пересечение которой с конкордией близко к точке с конкордантным возрастом 3333 млн. лет. Однако мы не обладаем никакими данными о P - T условиях этих изменений, хотя по геохимическим особенностям эти цирконы сходны с метаморфическими (низкое $\text{Th}/\text{U} = 0.1$ и высокое содержание $\text{U} = 2070$ $\mu\text{g/g}$), что позволяет предполагать проявление раннего гранулитового метаморфизма около 3.3 млрд. лет назад. Возраст метаморфических изменений гранитов в условиях гранулитовой фации, проявившихся в появлении новообразованной каймы на кристаллах цирконов, определяется конкордантным значением 2729 ± 15 млн. лет. Другая конкордантная датировка оболочки эллипсоид-

дального зерна, возможно, свидетельствует о проявлении эпизода гранулитового метаморфизма 2606 ± 11 млн. лет назад.

Термальное событие с возрастом 1.9 млрд. лет зафиксировано в поздних секториально зональных округлых цирконах диопсидовых амфиболитов (1907 ± 10 млн. лет) и в оторочке длиннопризматического зерна в тех же породах (1939 ± 54 млн. лет). Для гранатовых амфиболитов все одиннадцать точек изотопного состава ядер и оболочек цирконов различного габитуса образуют линию регрессии, верхнее пересечение которой с конкордией попадает на точку с конкордантным возрастом 1906 ± 34 млн. лет, отражающим, вероятно, время мигматизации. Для призматических цирконов с низким содержанием урана и очень низким торий-урановым отношением получены датировки 1876 ± 11 и 1862 ± 18 млн. лет.

Метаморфическая структура Кухтуйского выступа – результат многоэтапного преобразования архейских разновозрастных магматических пород в *P-T* условиях гранулитовой и амфиболитовой фации. Полученные новые геохронологические данные согласуются с нашими геологическими и петрологическими исследованиями, указывающими на многократную метаморфическую и метасоматическую переработку палеоархейского субстрата. Установленные возрастные рубежи (рис. 11) и приуроченные к ним тектонические, магматические и метаморфические события хорошо коррелируются со временем проявления аналогичных процессов на древнейших щитах. По геологическому строению, многоэтапности тектонотермальных преобразований, особенностям состава пород и минералов охотский гранулит-гнейсовый комплекс сходен с аналогичными комплексами Западной Австралии, Гренландии, Канады, что позволяет надеяться на обнаружение и среди них древнейших образований Земли с возрастом 4.0 млрд. лет и древнее.

ВЫВОДЫ

Результаты U-Pb изотопного датирования цирконов и Sm-Nd исследования проб гранулитов, амфиболитов, гнейсовидных гранитов, гнейсов и эклогитоподобных пород демонстрируют сложную и многостадийную историю образования и изменения их изотопных систем, реагировавших на разнообразные более поздние геологические события. Анализ всей совокупности имеющихся данных позволяет выделить следующие главные этапы формирования пород Кухтуйского выступа:

1. Наиболее древнее событие зафиксировано в магматическом протолите гранулитов (табл.1, проба 294к, точка 2.1) – 3686 ± 4 млн. лет. Позднее протолит гранулитов подвергся многократным более поздним тектонотермальным событиям,

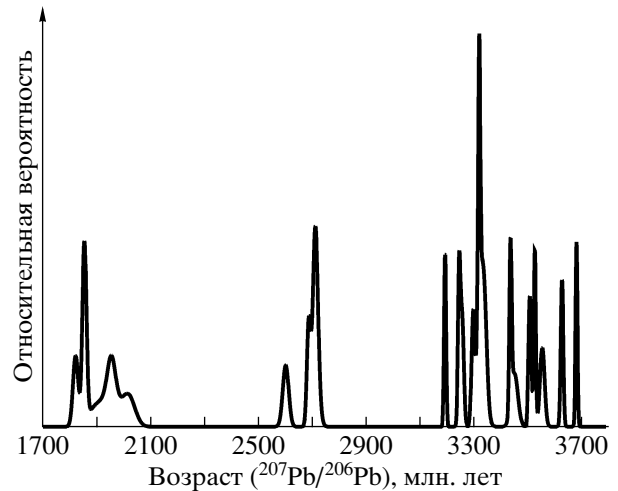


Рис. 11. Гистограмма субконкордантных (степень дискордантности от -1% до $+1\%$) $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ датировок циркона в метаморфических породах Кухтуйского выступа.

происходившим около 3.3 и, возможно, 0.7 млрд. лет назад.

2. Событие в интервале 3.25–3.35 млрд. лет, зафиксированное в пробах 133в, 8а, 10а, 10б из идиоморфных ядер цирконов, отражает время формирования преобладающей массы магматических пород основного-кислого состава, слагающих охотский комплекс.

3. Событие 2.8 млрд. лет соответствует гранулитовому метаморфизму, охватившему как эоархейские, так и палеоархейские породы.

4. Событие 1.9 млрд. лет – это повсеместное проявление метаморфизма в условиях амфиболитовой фации и соответствующей мигматизации.

5. Событие 0.4 млрд. лет – ордовикская активизация Охотского массива.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Авченко О.В. Петрология охотского метаморфического комплекса. М.: Наука, 1977. 95 с.
- Бибикина Е.В. Уран-свинцовая геохронология ранних этапов развития древних щитов. М.: Наука, 1989. 140 с.
- Вельдяков Ф.Ф., Песков Е.Г. Стратиграфия и магматизм Кухтуйского выступа Охотского массива // Метаморфические комплексы Востока СССР. Владивосток: СВКНИИ ДВО АН СССР, 1973. С. 81–89.
- Гринберг Г.А. Докембрий Охотского массива. М.: Наука, 1968. 187 с.
- Давыдов И.А., Милов А.П., Авченко О.В. Rb-Sr возраст охотского метаморфического комплекса // Магматические и метаморфические комплексы Северо-Востока СССР и составление Госгеолкарты–50. Магадан: СВКНИИ ДВО АН СССР, 1988. С. 69.
- Корольков В.Г., Рудник В.А., Соботович Э.В. О позднеархейском-раннеархейском возрасте древнейших

- пород Охотского срединного массива // ДАН СССР. 1974. Т. 219. № 6. С. 1441–1444.
- Кузьмин В.К., Чухонин А.П., Шулешко И.К. Этапы метаморфической эволюции пород кристаллического фундамента Кухтуйского поднятия (Охотский массив) // Докл. АН СССР. Т. 342. № 6. 1995. С. 789–791.
- Кузьмин В.К., Беляцкий Б.В., Наумов М.В. Новые изотопно-геохимические данные о позднеордовикском возрасте гранитоидов западной части Охотского массива (Верхнемайское поднятие) // Региональная геология и металлогения. 2003. № 18. С. 101–105.
- Кузьмин В.К., Глебовицкий В.А., Матуков Д.И. и др. Древнейшие основные гранулиты Северо-Востока России (Охотский массив) // Докл. АН. 2005а. Т. 402. № 2. С. 217–221
- Кузьмин В.К., Глебовицкий В.А., Матуков Д.И. и др. Раннеархейские метаандезито-базальты (основные гранулиты) Охотского массива // Геология и геодинамика архея. СПб.: ИГГД РАН, 2005б. С. 200–206.
- Кузьмин В.К., Глебовицкий В.А., Матуков Д.И. и др. Эволюция палеоархейской коры Охотского массива: результаты U-Pb исследований цирконов (SHRIMP-II) // Изотопное датирование процессов рудообразования, магматизма, осадконакопления и метаморфизма. Т. 1. М.: ГЕОС, 2006. С. 369–374.
- Black L.P., James P.R., Harley S.L. The geochronology, structure and metamorphism of early Archaean rocks at Fyfe Hills, Enderby Land, Antarctica // Precambrian Research. 1983. V. 21. P. 197–222.
- Black L.P., Kato S.L., Allen C.M. et al. TEMORA 1: a new zircon standard for U-Pb geochronology // Chemical Geology. 2003. V. 200. P. 155–170.
- Black L.P., Williams I.S., Compston W. Four zircon ages from one rock: the history of a 3.930 Ma-old granulite from Moun Sones, Enderby Land, Antarctica // Contrib. Mineral. Petrol. 1986. V. 94. P. 427–437.
- Hanchar J.M., Hoskin P.W. Zircon // Rev. Miner. Geochem. 2003. V. 53. 500 p.
- Jacobsen S.B., Wasserburg G.J. Interpretation of Nd, Sr and Pb isotopic data from Archean migmatites in Lofonten-Vesteralen, Norway // Earth Planet. Sci. Lett. 1978. V. 41. № 3. P. 245–253.
- Ludwig K.R. User's manual for Isoplot/Ex, Version 2.10. A geochronological toolkit for Microsoft Excel // Berkeley Geochronology Center Special Publication. № 1a. 1999.
- Ludwig K.R. SQUID 1.00. A User's Manual // Berkeley Geochronology Center Special Publication. № 2. 2000.
- Rubatto D., Hermann J. Zircon behaviour in deeply subducted rocks // Elements. 2007. V. 3. P. 31–35.
- Vavra G., Schmidt R., Gebauer D. Internal morphology, habit and U-Th-Pb microanalysis of amphibolite-to-granulite facies zircons: geochronology of the Ivrea Zone (Southern Alps) // Contrib. Mineral. Petrol. 1999. V. 134. P. 380–404.
- Wetherill G.W. Discordant uranium-lead ages // Trans. Amer. Geophys. Union. 1956. V. 37. P. 320–326.
- Williams I.S. U-Th-Pb geochronology by ion microprobe // Applications of microanalytical techniques to understanding mineralizing processes Eds. M.A. McKibben, W.C. Shanks III and W.I. Ridley. Rev. Econ. Geol. 1998. V. 7. P. 1–35.

Рецензенты Е.В. Скляр, Е.В. Бибикина